



فصلنامه زمین ساخت
سال اول، شماره سوم، پاییز ۹۴
۵۷-۷۲

سنگ‌شناسی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری سهند (جنوب تبریز)

فرهاد پیرمحمدی علیشاه*^۱، احمد جهانگیری^۲

۱- استادیار پترولوژی گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شبستر، شبستر.

۲- استاد پترولوژی گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تبریز، تبریز.

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی ترشیری در جنوب تبریز درون نهشته‌های رسوبی الیگو-میوسن برونزد دارند. آتشفشان سهند در شمال غرب ایران، یک استراتوولکان و در برگیرنده فعالیت‌های انفجاری (شامل مواد آذرآواری) و جریان‌های گدازه‌ای میوسن-کواترنری است. آخرین مرحله از فوران این آتشفشان شامل گنبد‌های نیمه آتشفشانی-آتشفشانی با ترکیب داسیتی تا ریولیتی می‌باشد. این سنگ‌ها دارای ویژگی‌های پتروگرافی از جمله: بافت غربالی و زونینگ در پلاژیوکلازها است. فراوانی پلاژیوکلاز و آمفیبول، غنی‌شدگی از Ba، Rb و Sr و آنومالی منفی از Nb و Y در نمودارهای چند عنصری عادی سازی شده با ترکیب گوشته آغازین، غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE نیز در الگوی توزیع عناصر نادر خاکی عادی سازی شده نسبت به کندریت، ویژگی‌های بارز سنگ‌های آتشفشانی سهند است. این ویژگی‌ها و نیز جایگاه این سنگ‌ها در نمودار Y-St/Y، ترکیب آداکیتی این سنگ‌ها را نشان می‌دهد. سنگ‌های آداکیتی سهند از نوع آداکیت‌های پرسیلیس است. این سنگ‌ها حاصل ذوب بخشی پوسته‌ای (پوسته قاره‌ای پایینی ضخیم شده یا پوسته اقیانوسی) با ترکیب سنگ منشأ گارنت‌دار است که در مسیر صعود دچار تحولات ماگمایی شده‌اند و در ارتباط با برخورد قاره‌ای اوراسیا-عربی تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: داسیت، سهند، آداکیت پرسیلیس، ذوب بخشی پوسته‌ای.

مقدمه

در ایران، تراست اصلی زاگرس مرز برخورد صفحه عربستان با صفحه ایران است. این منطقه از نظر تکتونیکی صفحه ای دارای ساختمانی جالب توجه بوده و از لحاظ ماگماتیسیم نیز نمونه‌ای کم نظیر به شمار می آید. در این منطقه یک فرورانش بین پوسته اقیانوسی دریای تتیس و بلوک ایران، از مزوزوئیک تا اواخر ائوسن، صورت گرفته است (Moinevaziri, 1985). پس از خاتمه این فرورانش، صفحه عربستان نیز به تبعیت از حرکت پوسته اقیانوسی تتیس تا حدودی به زیر ایران فرو رفته است. علت فروران صفحه عربستان به زیر صفحه ایران از نظر تئوری چندان قابل قبول نیست. اما مطالعات ژئوفیزیکی آن را به اثبات رسانیده است (Chayes, 1984). با توجه به کمبود تحقیقات جامع و کامل در ارتباط با زمین شناسی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و خاستگاه سنگ‌های آذرین در منطقه جنوب تبریز، انجام مطالعه پترولوژی بر روی این واحدهای سنگی امری ضروری و اجتناب ناپذیر می‌نماید.

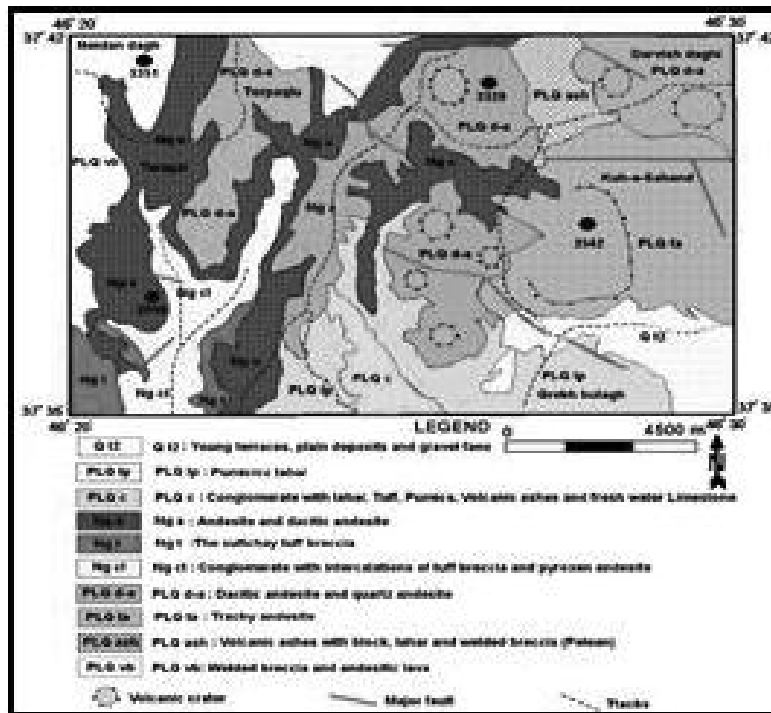
روش‌ها و مواد

پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه برداری منظم و سیستماتیک، از واحدهای سنگی مختلف منطقه، حدود ۱۵۰ نمونه برای تهیه مقاطع نازک انتخاب شدند. سپس

۱۴ نمونه به منظور بررسی خاستگاه و تعیین جایگاه زمین ساختی سنگ‌های آتشفشانی برای تجزیه شیمی سنگ به آزمایشگاه AIS-Chemex کانادا ارسال شدند. عناصر اصلی، به روش ICP-M و عناصر نادر و REE در نمونه‌ها، به روش ICP-MS اندازه‌گیری شدند (جدول ۱). نتایج داده‌های ژئوشیمیایی با استفاده از نرم افزار Minpet و GCDkit تحلیل شدند.

زمین شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در شمال غرب ایران، ۴۰ کیلومتری جنوب شهر تبریز و شرق دریاچه ارومیه مابین طول جغرافیایی شرقی ۳۰'، ۴۶° تا ۴۰'، ۴۶° و عرض جغرافیایی شمالی ۳۰'، ۳۷° تا ۴۰'، ۳۷° قرار دارد (شکل ۱). آتشفشان سهند از آتشفشانهای جوان در قسمت شمالی کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر می‌باشد که از اواخر میوسن تا پلیستوسن بصورت متناوب دارای فعالیت‌های انفجاری و خروج گدازه بوده است (Pirmohammadi, 2011).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی گستره مورد بررسی، برگرفته از نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ اسکو (Behrouzi et al., 1997).

تحمل کرده‌اند (شکل ۲). آمفیبول در تراکی آندزیت‌ها، به حالت شکل دار، لوزی، ماکل دار و یا در مقاطع طولی، ستونی و منشوری دیده می‌شوند (شکل ۲). حاشیه‌های سیاه رنگی در اطراف بلورهای شکل‌دار بیوتیت و بلورهای نیمه شکل دار کلینوپیروکسن، دیده می‌شود. گاهی بلورهای ریز کوارتز، آپاتیت، اسفن ثانویه و کانی‌های کدر شکل دار اولیه، به طور پراکنده در خمیره ریزدانه تا شیشه‌ای حضور دارند (شکل ۲). امفاسیتی شدن آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها را برخی از پژوهشگران به افت سریع فشار وابسته می‌دانند (Rutherford and Hill., 1993). عقیده بر این است که افت فشار گستره پایداری این کانی‌ها را کاهش داده و آن‌ها را دستخوش واجذبی کرده است.

آندزیت‌ها

بافت آنها، پورفیری با خمیره عموماً میکرولیتی است. درشت بلورهای آن شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند،

سنگ نگاری

براساس نتایج حاصل از بررسی‌های میکروسکوپی، می‌توان مجموعه سنگ‌های آذرین موجود در منطقه را به صورت زیر رده بندی کرد.

تراکی آندزیت

این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری با زمینه‌ای ریزدانه تا شیشه‌ای و سری‌سیت هستند. پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز و بیوتیت از کانی‌های درشت بلور هستند. غالب آنها دارای ماکل کارلسباد و پلی سنتتیک، بافت غربالی و منطقه بندی نوسانی هستند. گاه به صورت دو نسل پلاژیوکلاز دیده می‌شوند.

نسل اول که درشت بلورهای سنگ را تشکیل می‌دهند، معرف سرعت تشکیل کم در عمق زیاد و نسل دوم بلورهای ریز که زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند، و با سرعت بیشتری در نزدیکی سطح سرد شده‌اند (Shelly, 1993). بعضی از پلاژیوکلازها پدیده سریستی شدن را

خمیره وجود دارند. بعضی پلاژیوکلازها دارای حواشی گرد شده‌اند که می‌تواند در اثر جذب دوباره ناقص، عدم تعادل شیمیایی، بالا آمدن سریع ماگما، کاهش ناگهانی فشار و نقش آرایش پوسته‌ای باشد (Raymond, 2002). تعدادی ریزبالمی‌های بازیگ وجود دارند که نشان دهنده اختلاط ماگمایی است (Selly, 1993). بلورهای کلینوپیروکسن به مقدار کمتر و دانه‌های کدر ریز در زمینه حضور دارند.

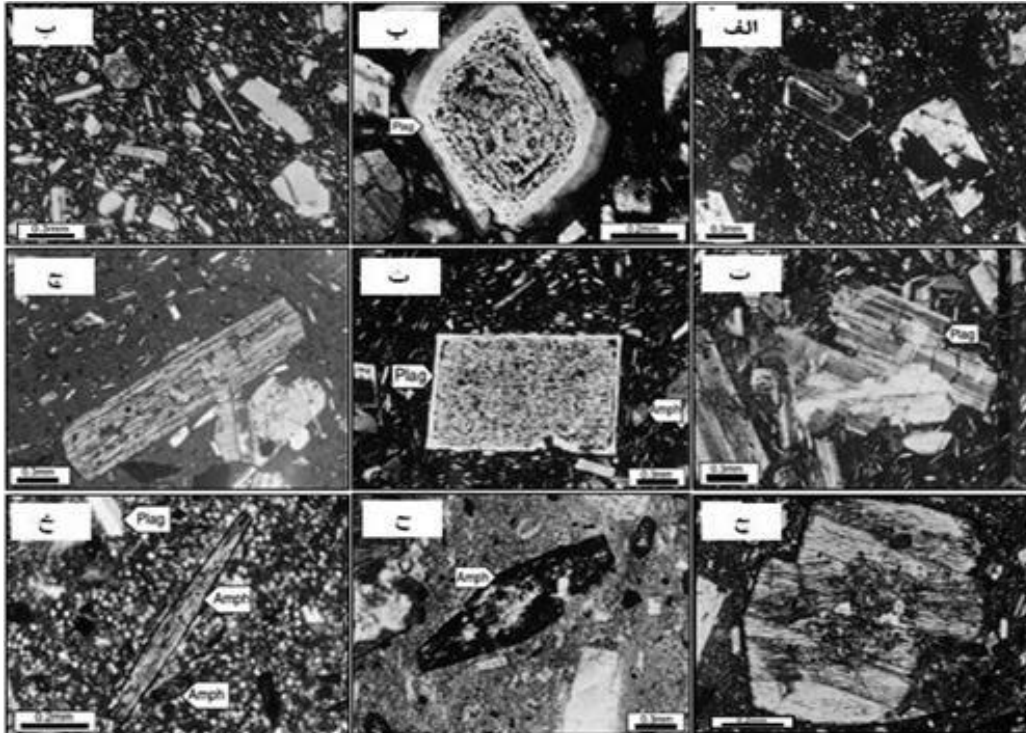
ریولیت‌ها و ریوداسیت‌ها

کانی‌شناسی این سنگ‌ها شامل درشت بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز، سائیدین و بیوتیت است. بلورهای کوارتز، شکل‌دار و نیمه شکل‌دار بوده و بیش‌ترین مقدار کانی‌های تشکیل دهنده سنگ را تشکیل می‌دهد. پلاژیوکلاز بعد از کوارتز فراوان‌ترین کانی در مقاطع است. پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌ها شکل‌دار بوده، دارای ترکیب سدیک (آلیت تا الیگوکلاز) با ماکل پلی سنتتیک هستند. در برخی از پلاژیوکلازها منطقه بندی و در برخی دیگر حاشیه واکنشی و گرد شده مشاهده می‌شود که این نکته می‌تواند نشانه عدم تعادل میان بلورها با ماگمای در برگیرنده آنها باشد (Shelly, 1991; Singer et al., 1993).

بیوتیت و کلینوپیروکسن بوده که در زمینه‌ای متشکل از بلورهای ریز تا شیشه‌ای قرار دارند. بافت حفره‌ای و بادامکی نیز در این سنگ‌ها دیده شده است. بلورهای پلاژیوکلاز، دارای ماکل کارلسباد و نامنظم چند مرحله‌ای، با منطقه بندی نوسانی و غربالی هستند (شکل ۲). این بافت‌های غیر تعادلی بیانگر اختلاط ماگمایی، تاثیرهای انحلالی ناشی از کاهش فشار وارده بر ماگما طی صعود به سطح زمین و یا تغییرات ناگهانی دما، گریزندگی اکسیژن، فشار بخار آب و هضم سنگ‌های درونگیر است (Shelly, 1993; Tsuchiyama, 1985). بلورهای هورنبلند گاه دگرسان شده و کانی‌های تیره (اکسید آهن) را به وجود آورده است. بررسی‌های آزمایشگاهی نشان داده‌اند ماگماهای آندزیتی که هورنبلند را به وجود آورده، حداقل ۳ درصد آب داشته‌اند (Burnham, 1979). کانی‌های فرعی شامل، کانی‌های کدر نیمه شکل‌دار و بلورهای ریز آپاتیت است.

داسیت‌ها

بافت آنها پورفیری با خمیره میکروولیتی جریان‌ی است. کانی‌های اصلی و عادی شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند سبز و کوارتز هستند. درشت بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز، دارای منطقه بندی با ماکل آلیت یا کارلسباد، و به صورت بلورهای ریز میکروولیتی، در



شکل ۲. الف) بافت هیالومیکروولیتی پورفیری، با پلاژیوکلازهای تجزیه شده و آمفیبول های شکل دار سالم در آندزیت ها. ب) بافت غربالی در داسیت‌ها. پ) درشت بلورهایی از پلاژیوکلاز و هورنبلند و سانیدین با ماکل کارلسباد در خمیره هیالومیکروولیتی. ت) پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتیتیک در یک خمیره هیالومیکروولیتی. ث) پلاژیوکلاز با بافت غربالی و ساختمان منطقه بندی شده. ج) پیروکسن‌های اوژیتی در یک خمیره شیشه ای و میکروولیتی ریز بلور در سنگ های داسیتی . چ) درشت بلور آمفیبول که به کانی های تیره تجزیه شده است. ح) درشت بلور شکل دار هورنبلند تجزیه شده. خ) بافت هیالوبورفیری حفره دار درتوف سهند که بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار هورنبلند و نیمه شکل دار تا بی شکل پلاژیوکلاز در زمینه ای ریز بلور قرار دارند. علائم اختصاری کانی ها از (Kretz, 1983).

جدول ۱- ترکیب شیمیایی عناصر اصلی (wt%) و فرعی (ppm) گدازه های منطقه سهند که به روش ICP-MS تجزیه شده

است. Rh:Rhyolite, Da:Dacite, An:Andesite.

Name	Rh	Rh	Rh	Da	An	Da	Da	Da	Da	Da	Da	Da	Da	Da
Sample	1A ₇	2B ₈	3B ₉	4C ₁₁	5C ₁₆	6C ₁₈	7D ₂₁	8E ₂₂	9F ₂₇	10F ₂₈	11G ₁	12G ₁₀	13G ₁₁	14H ₁
SiO ₂	69	69.4	67.9	67.2	58.2	67.6	67.2	68.2	67.1	67.1	67.6	67	65.8	67.4
TiO ₂	0.31	0.25	0.32	0.41	0.83	0.4	0.38	0.27	0.38	0.27	0.37	0.45	0.38	0.38
Al ₂ O ₃	15.65	15.1	15.75	16.25	17.5	16.25	16.25	16.05	16	15.1	15.65	16.65	15.8	15.95
FeO _t	3.17	3.15	3.02	3.02	3.45	3.10	3.25	3.10	3.20	3.26	3.15	2.96	3.02	3.15
MnO	0.03	0.03	0.03	0.05	0.13	0.04	0.05	0.03	0.06	0.03	0.05	0.05	0.05	0.06
MgO	0.7	0.69	0.75	1.12	3.63	0.78	1.08	0.81	1.15	0.75	1.06	0.94	1.25	1.46
CaO	2.76	2.65	2.79	3.68	6.17	3.66	3.57	3.27	3.59	4.49	3.38	3.75	4.28	3.81
Na ₂ O	4.83	4.5	4.78	4.43	4.68	4.56	4.7	4.6	4.25	4.37	4.2	4.62	4.42	4.45
K ₂ O	2.27	2.16	2.3	2.06	3.96	2.15	2.34	1.78	2.52	2.32	2.35	2.32	2.26	2.22
P ₂ O ₅	0.13	0.09	0.13	0.18	0.23	0.19	0.19	0.1	0.18	0.1	0.14	0.22	0.18	0.13
LOI	1.7	2.09	2.7	1.89	1.89	0.5	0.8	2.3	1.8	2.3	2.17	0.79	2.5	1.09
Total	100.55	100.11	99.7	99.26	100.67	100.04	99.9	100.51	100	100.09	100	100	100	100.09
Ba	607	672	622	619	530	689	762	538	617	654	608	839	713	704
Rb	47.7	51.3	45.9	42.9	83.1	46.9	52.7	43.6	52	54.1	55.2	48	48	54.9
Sr	444	513	438	433	391	533	652	476	508	463	424	580	561	550

Y	4.7	4.2	4.7	8.2	20.8	7.7	7.8	4.5	8	4.5	7.8	7.4	6.3	7.3
Zr	161	121	158	160	147	139	137	112	132	121	134	154	127	119
Nb	12.5	8.1	12.6	10.6	10.4	10.4	12.8	7.5	11.2	9	10	12.7	9.9	10.7
Th	13.5	9.26	13.4	8.35	11.3	7.75	8.2	8.3	7.85	9.16	8.44	8.61	7.22	7.56
Pb	14	16	15	14	12	15	17	13	16	15	16	17	15	19
Ga	18.4	17.5	18.7	19.1	18.3	19	18.9	17.2	18.4	17.6	18	19.5	18.1	18.9
Zn	48	38	48	56	75	58	54	41	58	41	51	60	54	53
Cu	11	39	11	20	45	25	22	11	12	17	19	32	29	25
Ni	8	17	14	15	9	13	8	11	9	6	7	12	11	20
V	28	23	27	48	133	51	36	27	52	26	50	61	53	57
Hf	4	3.2	4	4.2	4.2	3.6	3.4	3	3.5	3.2	3.5	4	3.5	3.3
Ta	0.9	0.6	0.9	0.7	0.7	0.7	0.8	0.5	0.7	0.7	0.7	0.8	0.7	0.8
Co	4.1	3.9	4.8	7.5	16.7	6.2	7.8	4.5	6.9	4.1	6.4	6.8	6.9	8.3
U	3.11	2.51	3.17	2.07	3.32	2.52	2.98	2.31	2.84	3.41	2.93	2.6	2.54	3
W	3	4	10	13	5	14	3	6	7	3	7	5	4	8
Cr	70	90	130	200	90	150	100	90	90	60	90	130	110	110
La	36	25.4	35.6	30	26.5	31.7	29.7	21.3	27.5	25.3	27.1	31.7	29.2	27.3
Ce	54.7	38.6	54.4	52.2	50.1	52.3	52.1	32.7	47.7	40.9	45.2	53.3	50.4	47.3
Pr	5.36	3.92	5.23	5.64	5.93	5.74	5.62	3.2	5.09	4.13	4.88	5.6	5.29	5.04
Nd	17	13.2	16.6	20	22.4	19.6	19.2	10.7	17.6	13.3	16.6	19.5	18.2	17.8
Sm	2.39	2	2.37	3.28	4.23	3.13	3.25	1.67	2.78	2.2	2.77	2.96	2.81	2.85
Eu	0.67	0.61	0.66	0.93	1.13	0.84	0.88	0.56	0.8	0.65	0.76	0.89	0.8	0.77
Gd	2.38	1.93	2.35	3.05	4.53	2.85	2.71	1.63	2.6	1.96	2.54	2.76	2.6	2.89
Tb	0.25	0.21	0.25	0.38	0.68	0.33	0.33	0.2	0.31	0.23	0.32	0.34	0.3	0.31
Dy	1.08	0.9	1.04	1.79	3.84	1.57	1.54	0.9	1.55	0.95	1.6	1.59	1.39	1.52
Ho	0.18	0.16	0.18	0.32	0.79	0.29	0.29	0.16	0.28	0.17	0.29	0.29	0.24	0.27
Er	0.5	0.43	0.48	0.92	2.39	0.81	0.85	0.45	0.83	0.48	0.81	0.78	0.7	0.75
Tm	0.07	0.07	0.08	0.12	0.34	0.1	0.1	0.06	0.12	0.06	0.1	0.11	0.09	0.11
Yb	0.39	0.34	0.4	0.74	2.27	0.65	0.72	0.39	0.71	0.43	0.67	0.71	0.61	0.71
Lu	0.05	0.05	0.05	0.12	0.36	0.09	0.11	0.05	0.11	0.06	0.1	0.1	0.08	0.08

بحث و بررسی

نامگذاری شیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه

سنگ‌های خروجی منطقه مورد بررسی، بر پایه تقسیم بندی (Le Maitre, 1989; Middlemost, 1994)، عمدتاً در گستره ریولیت، داسیت، تراکی داسیت و آندزیت قرار می‌گیرند (شکل ۳- الف). همچنین در رده بندی بر اساس نمودار R_1 - R_2 که توسط De la Rooche (1980) ارائه شد، علاوه بر شرکت تمام کاتیون‌های اصلی غیر از اکسیژن، تغییرات $Fe/Fe+Mg$ نسبت به $Ab+Or/An$ و همچنین درجه اشباع از سیلیس در نظر گرفته می‌شود. پارامترهای R_1 و R_2 به صورت زیر تعریف می‌شوند:

$$R_2 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$$

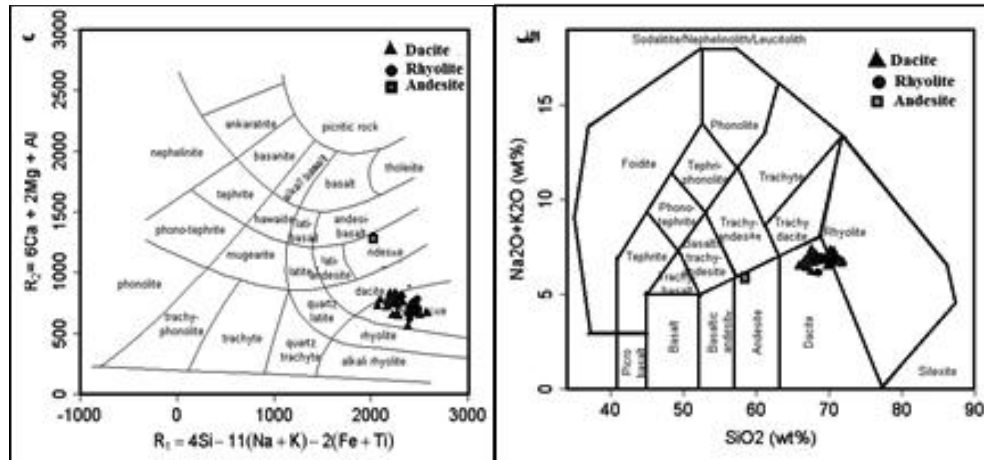
$$6Ca + 2Mg + Al$$

بر اساس این نمودار، (شکل ۳- ب) اکثر نمونه‌های منطقه در محدوده داسیت و ریوداسیت قرار می‌گیرند.

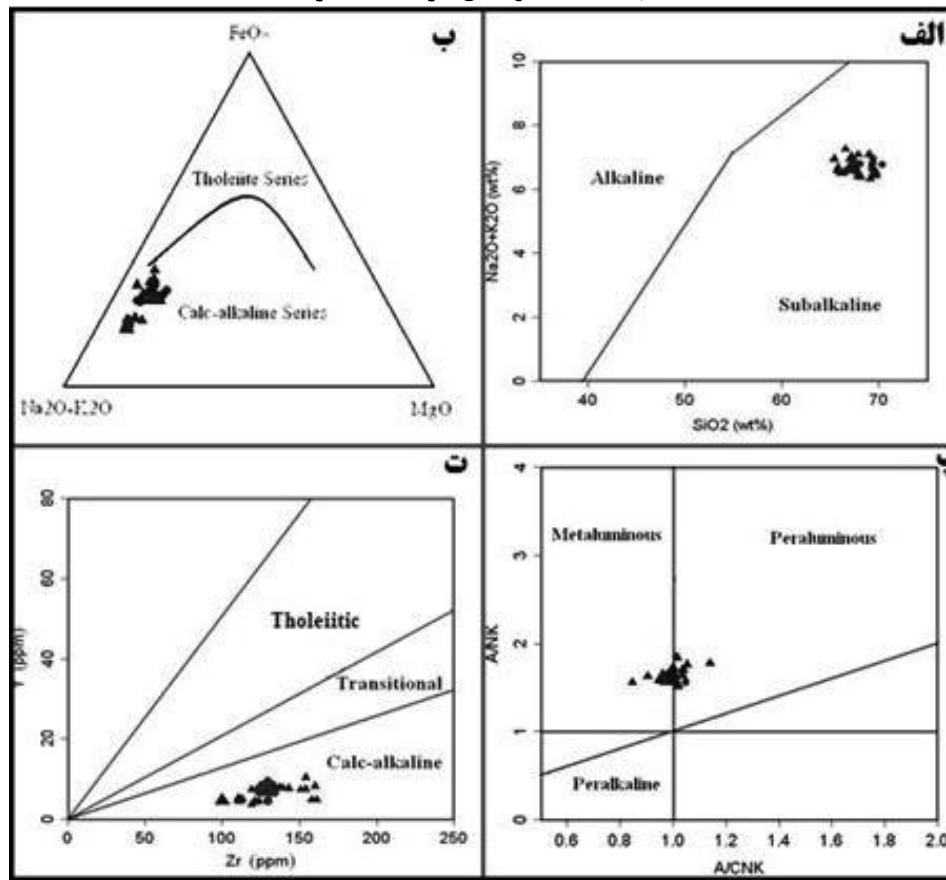
بررسی ژئوشیمی و تعیین محیط زمین ساختی

سنگ‌های آتشفشانی سهند

سری ماگمایی سنگ‌های مورد بررسی، بر اساس نمودار قلیایی نسبت به سیلیس (Irvin and Baragar., 1971)، ساب آلكالن بوده (شکل ۴- الف)، و بر اساس نمودار مثلثی AFM (Irvin and Baragar., 1971)، و نمودار A/NK نسبت به A/CNK (Shand, 1943). سنگ‌های منطقه دارای ماهیت آهکی قلیایی (شکل ۴- ب) و متاآلومین (شکل ۴- پ) هستند. همچنین در دیاگرام تغییرات Zr در برابر Y پیشنهادی (MacLean & Barrett, 1993)، (شکل ۴- ت) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کالک-آلكالن قرار می‌گیرند.



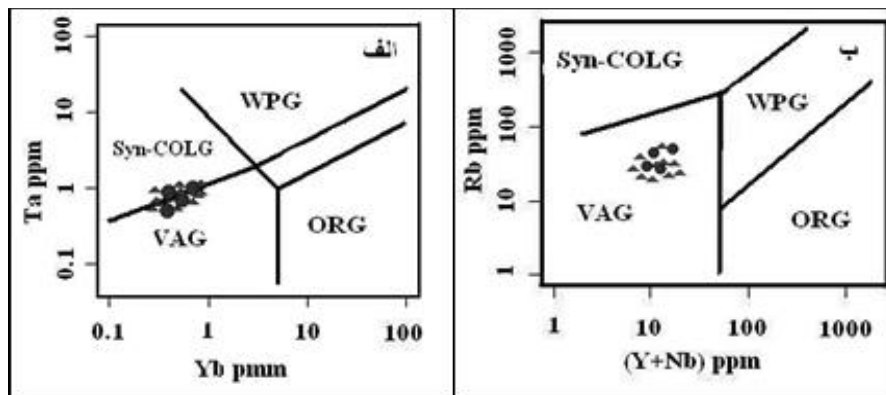
شکل ۳. الف) رده بندی ژئوشیمیایی و نامگذاری سنگ‌های خروجی منطقه بر اساس مجموع قلیایی نسبت به سیلیس (Le Maitre, 1989; Middlemost, 1994)؛ ب) رده بندی بر اساس نمودار R_1 - R_2 توسط (De la Roche., 1980).



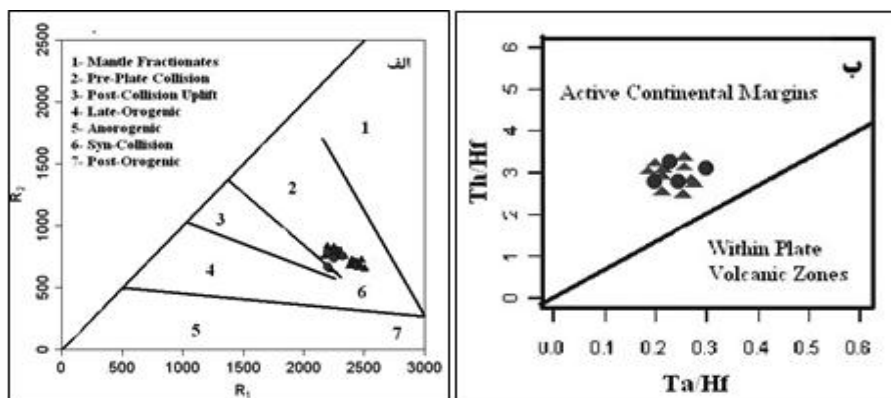
شکل ۴. الف) نمودار $Na_2O + K_2O$ نسبت به SiO_2 برای تمایز سری های قلیایی از ساب آلكالین (Irvin and Baragar., 1971). ب) نمودار مثلثی AFM (Irvin and Baragar., 1971). پ) نمودار A/NK نسبت به A/CNK (Shand, 1943). ت) نمودار تغییرات Zr در برابر Y پیشنهادی (MacLean & Barrett, 1993). علائم بکار رفته در کلیه دیاگرام ها همانند شکل ۳ می باشد.

بر پایه عناصر اصلی است و بر اساس پارامترهای کاتیونی R_1
 $R_2 = 6Ca + 2Mg + 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$
 Al طراحی شده است. در این نمودار نمونه‌ها در محدوده
 همزمان و پس از برخورد قرار می‌گیرند. همچنین در نمودار
 Th/Hf در برابر Ta/Hf پیشنهادی (Schandl & Gorton, 2002) (شکل ۶-ب) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده
 حواشی فعال قاره ای قرار می‌گیرند. بنابراین با توجه به
 نمودارهای مختلف متمایز کننده محیط تکتونیکی چه با
 استفاده از عناصر اصلی و چه با استفاده از عناصر کمیاب،
 می‌توان گفت نمونه‌های منطقه سهند به قوس ماگمایی
 همزمان و بعد از تصادم تعلق دارند.

از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y نیز برای تشخیص رژیم
 تکتونیکی می‌توان استفاده کرد (Pearce & Norry, 1979).
 به این صورت که اگر در ترکیب شیمیایی سنگ‌ها نسبت
 $Zr/Y > 3$ باشد متعلق به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای هستند
 و اگر در آنها $Zr/Y < 3$ باشد به کمان‌های آتشفشانی
 اقیانوسی تعلق دارند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد
 مطالعه دارای نسبت $Zr/Y > 3$ (مقدار میانگین ۱۹/۱۹) هستند
 و در گروه قوس‌های آتشفشانی قاره‌ای قرار می‌گیرند. در
 نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی بر پایه عناصر
 کمیاب (شکل ۵ الف و ب) در محدوده قوس آتشفشانی
 همزمان و پس از برخورد قرار می‌گیرند. نمودار R_1-R_2
 پیشنهادی (Bachelor & Bowden, 1985) (شکل ۶-الف)



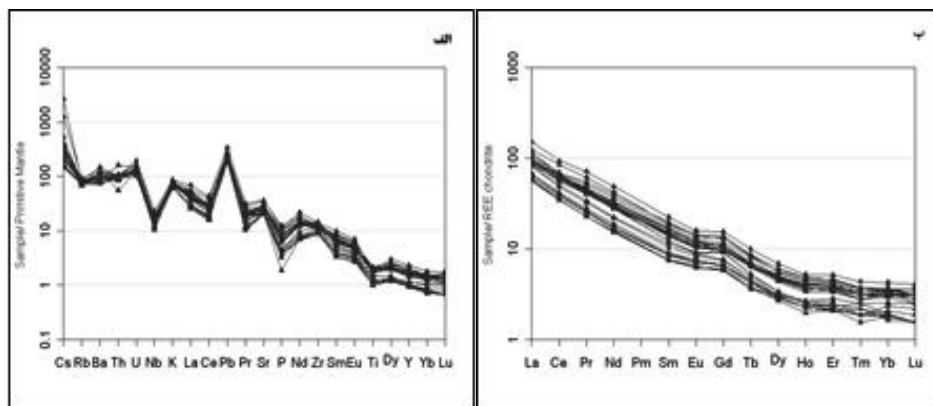
شکل ۵. نمودار تعیین محیط تکتونیکی بر اساس الف) Ta در برابر Yb و ب) Rb در برابر Y+Nb مدل پیشنهادی (Pearce et al., 1996)، برای سنگ‌های اسیدی، نمونه‌ها در محدوده قوس‌های آتشفشانی و همزمان با برخورد قرار می‌گیرند. علائم بکار رفته در کلیه دیاگرام‌ها همانند شکل ۳ می‌باشد.



شکل ۶. الف) نمودار R_1-R_2 پیشنهادی (Bachelor & Bowden, 1985) نمونه‌های منطقه در محدوده بین همزمان - قبل برخورد تا پس از برخورد قرار می‌گیرند، $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$ ، $R_1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ ب) نمودار Th/Hf در برابر Ta/Hf پیشنهادی (Schandl & Gorton, 2002) برای سنگ‌های سهند که اکثریت نمونه‌ها در محدوده حاشیه فعال قاره ای قرار می‌گیرند. علائم بکار رفته در کلیه دیاگرام‌ها همانند شکل ۳ می‌باشد.

پلاژیوکلاز ماگمای بازی اولیه و تشکیل ماگمای ثانویه باشد (Rollinson, 1993). به اعتقاد (Mohame et al., 2000) بالا بودن نسبت LILE/HFSE در سنگ‌های آتشفشانی آهکی-قلیایی مناطق کمانی در نتیجه ورود اجزای LILE موجود در صفحه ی فرورونده به درون گوه گوشته‌ای بالای آن به وجود می‌آید. همچنین، به نظر (Borg et al., 1997) در مناطق فرورانش، شاره‌های آزاد شده از بخش فوقانی لیتوسفر فرورونده که از Nb فقیر و از LILE غنی اند، به گوه ی گوشته ای افزوده می‌شوند، و این دلیلی بر ریشه گرفتن ماگمای به وجود آورنده ی این سنگ‌ها از یک گوشته غنی شده در بالای یک زون فرورانش است. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی نمونه های منطقه نسبت به کندریت (Sun and Mcdonough, 1989) و بهنجار شده است (شکل ۶-ب). بر اساس این نمودار تمامی نمونه‌ها در حدود ۴ تا ۲۰۰ برابر نسبت به کندریت از عناصر نادر خاکی غنی‌ترند. در این میان عناصر نادر خاکی سبک غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین نشان می‌دهند. این الگوها می‌تواند بیانگر خاستگاه ماگما از یک پوسته اقیانوسی فرورونده شده و گوه گوشته‌ای دگرنهاد، دستخوش فرایند تبلور بخشی و باقی ماندن عناصر نادر خاکی سنگین و با شدت میدان بالا در خاستگاه (کانی گارنت) باشد (Harangi and Lenkey, 2007).

شکل (۷-الف) نمودار عنکبوتی بهنجار شده با ترکیب گوشته اولیه (Sun and Mcdonough, 1989) را برای نمونه‌های مورد بررسی نشان می‌دهد. نمونه‌ها، از عناصر LILE غنی‌شدگی نشان می‌دهند که بیانگر وابستگی آنها به فرورانش است (Zanetti, 1999) این سنگ‌ها، از عناصر لیتوفیل بزرگ یون از قبیل Cs, Rb و Ba نسبت به HFSE در حدود ۱۰ تا ۱۰۰۰ برابر غنی شده اند، که این می‌تواند حاکی از اثر ذوب بخشی کم در خاستگاه یا جدایش زیاد ماگما و گریزندگی بالای $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ در محیط تشکیل و ماگما باشد (Rollinson, 1993; Haric, 1983). بی‌هنجاری منفی Nb که در نمودار مشاهده می‌شود، شاخص سنگ‌های قاره‌ای و احتمال آلودگی پوسته‌ای در فرایندهای ماگمایی وابسته به فرورانش است (Rollinson, 1993; Wilson, 1989). به نظر (Wilson, 1989; Nicholson et al., 2004) اگر یک مجموعه سنگ‌های آذرین در اثر فرایند تبلور جدایشی با یکدیگر وابسته باشند، مقادیر عناصر کمیاب و نسبت‌های آن‌ها باید به طور ثابت و پیوسته تغییر کند. موازی بودن تقریبی الگوهای عناصر کمیاب سنگ‌های مورد بررسی می‌تواند تایید کننده خاستگاه مشترک این سنگ‌ها باشد (Green and Harry, 1999). نسبت بالای عناصر LILE/HFSE می‌تواند ناشی از جدایش کانی‌هایی از قبیل الیوین، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و تا حدودی

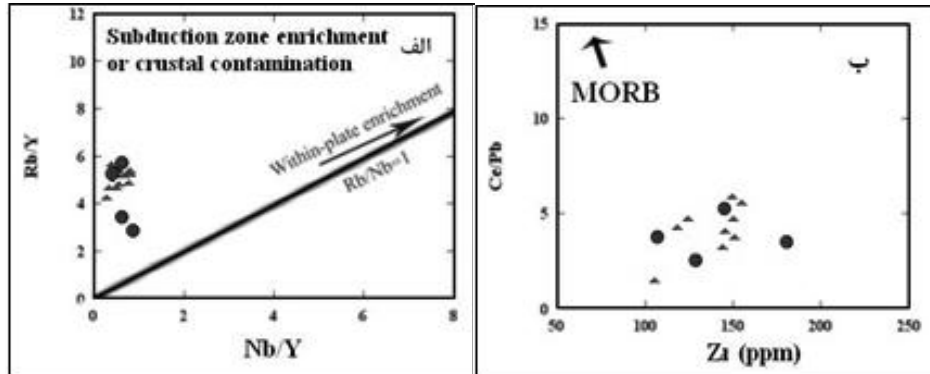


شکل ۷. الف) نمودار عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه بر اساس (Sun and Mcdonough, 1989)، ب) الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی سنگ‌های مورد بررسی نسبت به کندریت (Sun and Mcdonough, 1989). علائم بکار رفته در کلیه دیاگرام‌ها همانند شکل ۳ می‌باشد.

بیشتر سنگ‌های حدواسط با افزایش LREE/MREE و MREE/HREE روندهای جدایش را تعقیب می‌کنند، ولی در اینجا برخی از سنگ‌ها به سمت مقادیر کمتر منحرف می‌شوند، که آلودگی با سنگ‌های پوسته‌ای توأم با جدایش فازهای کانی فرعی از قبیل موناژیت یا آلانیت (AFC) را پیشنهاد می‌نمایند (Richards, 2006). مقادیر نسبتاً کم Sm/Yb که در نمونه‌های مورد بررسی حدود ۲/۶۲ است، اغلب ماگماهای اسید و حدواسط را به تفریق آمفیبول و کلینوپیروکسن از ماگما در اعماق نسبتاً کم پوسته، در غیاب گارنت باقی مانده، وابسته می‌کند (Richards, 2006). به منظور بررسی غنی‌شدگی سنگ‌های مورد بررسی در ارتباط با محیط‌های زمین‌ساختی از نمودار Rb/Y نسبت به Nb/Y (Edwards et al., 1991)، استفاده شده است. تغییرات Rb و Nb در سنگ‌های آندزیتی منطقه غنی‌شدگی در زون فرورانش یا آرایش پوسته‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۸-الف).

در محیط‌های درون صفحه‌ای روند غنی‌شدگی از روند خط $Rb/Nb=1$ پیروی می‌کند. برای تشخیص تأثیر رسوب بر شاره ناشی از ورقه، معمولاً نسبت‌های Ce/Pb بررسی می‌شود. میزان تأثیر رسوب‌ها در شاره‌ها مشتق از ورقه، به ویژه در ترازهای پایین تر درون سیستم فرورانش، کاهش می‌یابد، (Price et al 1999). نمونه‌های مورد بررسی، نسبت‌های Ce/Pb کمتری را از MORB نشان داده که به دلیل افزایش مقدار Pb ناشی از تأثیر فزاینده رسوب‌هاست (شکل ۸-ب).

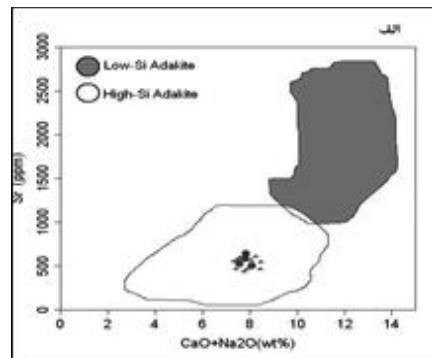
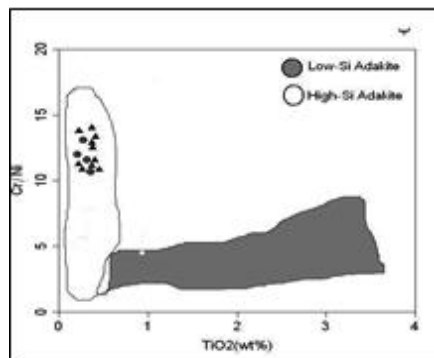
غنی‌شدگی از Sr و تهی‌شدگی از Y و افزایش نسبت Sr/Y بیشتر مربوط به ذوب عمیق و در گستره ناپایدار شدن پلاژیوکلاز است که باعث آزادسازی Sr از پلاژیوکلاز می‌شود. در حالی که در این حالت گارنت پایدار است و Y در آن عنصری سازگار محسوب می‌شود. با توجه به حضور فراوان پلاژیوکلاز در نمونه‌ها و نیز آلودگی ماگما با پوسته، بالا بودن Sr و Ba طبیعی به نظر می‌رسد و چون شواهدی مبنی بر حضور زینولیت اکلوزیتی در منطقه نداریم، نمی‌توان بالا بودن میزان آن‌ها را ناشی از ذوب اکلوزیت‌های پوسته فرورو دانست. بنا بر نظر (Wilson et al., 1997)، معمولاً در طی جدایش در یک سیستم بسته، نیایستی نسبت Rb/Nb به طور قابل ملاحظه‌ای متغیر باشد و جدایش بلوری به تنهایی نمی‌تواند دلیلی برای پتروژنز این سنگ‌ها باشد. در نمونه‌های فوق نیز مقدار کمی پراکندگی در نمودارهای فوق دیده می‌شود و می‌توان چنین نتیجه گرفت که ماگما همزمان با تبلور جدایشی، در یک سیستم باز که حاوی یک آلوده‌کننده پوسته‌ای است، نمو کرده است (فرایند ACF). نسبت Zr/Nb برای N- MORB=32 و E-MORB=9 (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های آهکی-قلیایی با خاستگاه گوشته‌ای، این نسبت ۲۰-۳۵ است (Foden, 1983; Gertisser and Keller, 2003). هر چه این نسبت کمتر باشد، خاستگاه گوشته‌ای کمتر تهی شده و یا درجات ذوب بخشی کمتری را نشان خواهد داد. در نمونه‌های مورد بررسی این نسبت از نرمال مورب کمتر است (حدود ۱۷)، و درجات ذوب بخشی کمتری را نشان می‌دهد (Reubi and Nicholls, 2004).



شکل ۸. الف) نمودار تغییرات Rb/Y نسبت به Nb/Y (Edwards et al., 1991). ب) الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی سنگ ای مورد بررسی نسبت به کندریت (Sun and Mcdonough, 1989). علائم بکار رفته در کلیه دیاگرام‌ها همانند شکل ۳ می‌باشد.

ورقه اقیانوسی فرورانده شده جوان بوده که ترکیب آبگون حاصل طی صعود و گذر از گوه گوشته ای تا حدودی تغییر کرده است (Defant and Drummond, 1991). بنا بر نظر پژوهشگران، سنگ‌هایی وجود دارند که ویژگی‌های آداکیتی را نشان می‌دهند ولی در ارتباط مستقیم با ذوب ورقه اقیانوسی نیستند و می‌توانند مشتق شده از گوشته با مشارکت پوسته بالایی و جدایش (Charadia et al., 2009; Richards and Kerrich, 2007) شکسته شدن پوسته اقیانوسی و بالا آمدگی استونسفر (Qin et al., 2007; Jahangiri, 2007) و ذوب بخشی بازالت دگرگون شده و اکلوزیتی شده پوسته پایینی (Varol et al., 2007; Fang and Yang, 2010; Sheng, 2010) باشند.

بررسی و مطالعه گسترده آداکیت‌ها توسط (Martin et al., 2005) منجر شد که آنها را از نظر ترکیبی به دو گروه آداکیت‌های سیلیس بالا و آداکیت‌های سیلیس پایین تقسیم بندی نمایند. این دو گروه آداکیت‌ها در مقادیر MgO، Sr، Nb، و نسبت‌های Cr/Ni و Sr/Y تفاوت آشکاری را نشان می‌دهند (شکل ۹ الف و ب). مقادیر CaO، Mg#، Cr، Ni و Co در آداکیت‌های سیلیس بالا نسبت به آداکیت‌های سیلیس پایین کمتر می‌باشد. توزیع MgO و Nb در مقابل SiO_2 ، پراکندگی Cr/Ni در مقابل TiO_2 ، و Sr در مقابل $CaO+Na_2O$ نمونه‌های مورد بررسی در (شکل ۹)، منعکس کننده این مطلب می‌باشد که نمونه‌های مورد مطالعه از نظر ترکیبی مشابه آداکیت‌های سیلیس بالا می‌باشند. ماگمای آداکیتی در زون‌های فرورانشی، بیشتر حاصل ذوب



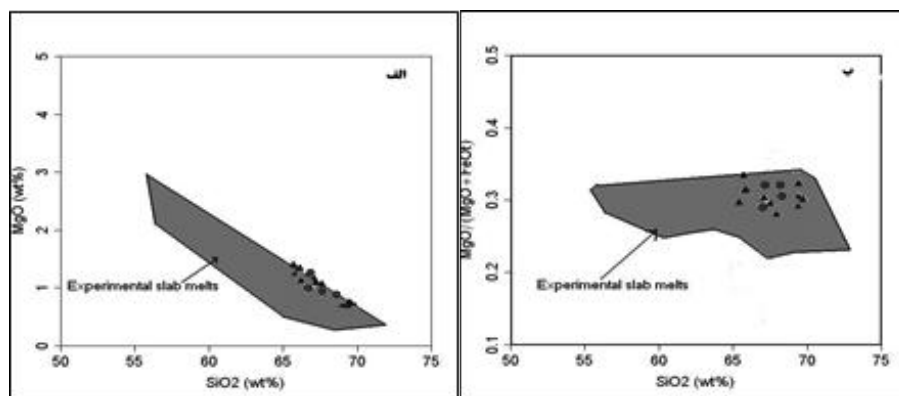
شکل ۹. نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای (الف، ب) در گستره آداکیت‌های سیلیس بالا قرار می‌گیرند. علائم بکار رفته در کلیه دیاگرام‌ها همانند شکل ۳ می‌باشد.

در آداکیت‌های سیلیس-پایین، نقش غالب ذوب پریدوتیت گوشته موثر است و این مذاب حاصل از پریدوتیت می‌تواند توسط مذاب‌های حاصل از ورقه دگرسان شود در صورتی که آداکیت‌های سیلیس-بالا، حاصل ذوب ورقه می‌باشند که مذاب حاصل شده می‌تواند در طی صعود با گوه گوشته رورانده تبادل واکنشی داشته باشد.

در هر حال سنگ‌های مورد مطالعه خصوصیات ژئوشیمیایی مشابه با آداکیت‌های سیلیس-بالا را نشان می‌دهند (شکل ۱۰- الف و ب). چنانچه در دیاگرام ۱۰ ملاحظه می‌شود، مقادیر MgO سنگ‌های منطقه در محدوده آداکیت‌های سیلیس-بالا می‌باشد و از آداکیت‌های سیلیس-پایین متمایز می‌باشند. ولی مقادیر $Mg\#$ و MgO نمونه‌های مورد بررسی کمی متمایل به خارج شدن از محدوده $Mg\#$ و MgO مذاب ورقه آزمایشگاهی ایجاد شده توسط Rapp و همکاران می‌باشد که چنانکه ذکر گردید این ویژگی را می‌توان به عنوان نشانه‌هایی از تبادل ماگمای آداکیتی با گوه گوشته رورانده تفسیر نمود.

Rapp و همکاران در سال ۱۹۹۱ نشان دادند که ذوب بخشی بازالت آبدار، مذابی را ایجاد می‌کند که در مقادیر MgO ، $Mg\#$ ، CaO ، Ni و Cr تهی شده می‌باشد، به طوریکه مقدار میانگین $Mg\#$ (molar, $Mg\# = Mg\# / (Mg\# + Fe\#)$) برای ذوب ورقه بازالتی آزمایشگاهی 29 ± 6 درصد تخمین گردید. اما اکثر آداکیت‌ها به طور سیستماتیک دارای نسبت‌های بالاتر Mg/Fe و محتویات بالاتر MgO ، Ni و Cr از مذاب‌های ورقه آزمایشگاهی می‌باشند، که این خصوصیات را (Sen & Dunn., 1994) به عنوان انعکاسی از تبادل و واکنش بین ماگما‌های در حال صعود و گوه گوشته رورانده تفسیر می‌کنند.

چنانچه در بخش‌های قبلی عنوان گردید، Martin و همکاران در سال ۲۰۰۵ آداکیت‌ها را از نظر ترکیبی به دو گروه آداکیت‌های سیلیس-بالا و سیلیس-پایین تقسیم بندی نمودند. آنها اختلاف ژئوشیمیایی در این دو نوع آداکیت را به نقش غالب پریدوتیت گوشته و یا مذاب‌های حاصل از ورقه فرورونده برای تشکیل هر کدام از آداکیت‌ها معرفی می‌کنند، به طوریکه عموماً



شکل ۱۰. نسبت MgO (A) و $MgO/MgO+FeO$ (B) در مقابل SiO_2 برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (Rapp et al., 1991). علائم بکار رفته در کلیه دیاگرام‌ها همانند شکل ۳ می‌باشد.

شیب دار با ترکیب گارنت-آمفیبولیت مشابه با آداکیت‌های سیلیس-بالا ایجاد شده، که این مذاب در طی صعود در میان گوه گوشته رورانده تبادل

بنابراین می‌توان چنین نتیجه گرفت که نمونه‌های منطقه مورد مطالعه با مقادیر پایین Y ، Yb (HREE) و مقادیر بالای Sr ، $LREE$ و به طور نسبی مقادیر بالای SiO_2 ، Na_2O و Al_2O_3 ، احتمالاً از ذوب پوسته فرورونده

رخداد ماگماتیسم در منطقه، می‌توان نتیجه گرفت که در مراحل پایانی بسته شدن باریکه اقیانوسی غرب ایران، شاره‌های حاصل از آب زدایی ورقه اقیانوسی فرورونده (دگرگون شده تا حد رخساره آمفیبولیت)، سبب برون‌نهادی گوشته شده است. ماگمای حاصل، از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده و گوه گوشته‌ای برون‌نهادی شده به وجود آمده‌اند. در نتیجه عناصر HFSE در محل باقی مانده و عناصر دیگر همراه شماره‌ها بالا آمده‌اند. این ماگما طی صعود به ترازهای بالاتر و عبور از پوسته، دستخوش جدایش ماگمایی، اختلاط و آلايش پوسته‌ای شده است. در نهایت در یک کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای، موجب آتشفشانی آداکیتی شده‌اند.

تشکر و قدردانی

نگارندگان این مقاله از جناب آقای دکتر حسین معین وزیری و دکتر احمد جهانگیری که با حوصله و دلسوزی و ارائه نظرات و پیشنهادات و راهنمایی‌های ارزنده در انجام این تحقیق ما را یاری رساندند نهایت تشکر و قدردانی را می‌نمایند.

واکنشی داشته که منجر به افزایش نسبی MgO و $Mg\#$ گردیده است.

نتیجه گیری

سنگ‌های آذرین منطقه سهند، بیشتر شامل سنگ‌های خروجی از نوع ریولیت، ریو داسیت، داسیت، تراکی آندزیت و آندزیت می‌باشد، که با در نظر گرفتن ویژگی‌های ژئوشیمیایی، دارای ماهیت آهکی-قلیایی و متاآلومین بوده و رفتار ژئوشیمیایی مشابه با آداکیت‌ها را نشان می‌دهند. بافت‌های غیر تعادلی (غریبالی و منطقه بندی نوسانی) بیانگر تأثیرهای انحلالی ناشی از کاهش فشار وارد بر ماگما طی صعود به سطح زمین و یا تغییرات ناگهانی دما، گریزندگی اکسیژن، فشار بخار آب و هضم سنگ‌های درونگیر است. غنی‌شدگی سنگ‌های منطقه از عناصر LREE و LILE و تهی‌شدگی آنها از عناصر HFSE می‌تواند بیانگر سنگ‌های وابسته به کمان آتشفشانی باشد. با توجه به بی‌هنجاری مثبت Sr و Ba در سنگ‌ها، می‌توان آن را ناشی از آلودگی با سنگ‌های پوسته‌ای در نظر گرفت. با در نظر گرفتن سن

References

- Berberian F., (1977). "Against the rigidity of the Lut Bolck", Iran, Geol. Miner. Res. Organ, Rep. No .40
- Borg L.E., Clyne M.A., Bullen T.D., (1997) "The variable role of slab-derived fluid in the generation of a suite primitive cal-alkaline lavas from the Southernmost Cascades, California", *Con Min.* 35 425-452.
- Burnham C.W., (1979) "Magmas and hydrothermal ore deposits", (2nd edn.). pp. 71-136 (ed. H.L.Barnes), Wiley Interscience, New York.
- Chiaradia M., Muntener O., Beate B., Fontignie D., (2009). "Adakite-like volcanism of Ecuador: lower crust magmatic evolution and recycling", *Contributions Mineralogy and Petrology*, v. 158, p.563-588.
- Cox K.G.B., Bell J.D., Pankhurst R.J., (1979). "The interpretation of igneous rocks", George, Allen and Unwin, London.
- Defant M.J., Drummond M.S., (1991). "Drivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere", *Nature*, v. 347, p. 662 - 665.
- Devin G.D., Sigurdsson H., J. Volc. (1995) "Geotherm", Res, 69-35.
- Edwards C., Menzies M., Thirwall M., (1991). "Evidence from Muriah, Indonesia, for the interplay of supra subduction zone and intraplate processes in the genesis of potassic alkaline magmas", *Petrology*. V. 32, p.555-592.
- Fang H., Yong Sheng H., (2010). "Partial melting of the dry mafic continental crust: Implications for petrogenesis of C-type adakites.", *Chinese Science Bulletin*, no.22, v.55, p.2428- 2439.
- Fisher R.V., (1979) "Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows", *Journal of Geothermal Reservoirs*, 6, 305-318.
- Foden Jd., (1983) "The petrology of the calcalkaline lavas of Rindjani volcano, East Sunda Arc: a model for island arc petrogenesis", *J. Petrol* 24. 98-130.
- Gertisser R, Keller J., (2003). "Trace element and Sr, Nd, Pb and Oisotope variations in medium-K and high- K volcanic rocks from Merapi volcano, Central Java, Indonesia: Evidence for the involvement of subducted sediments in Sunda Arc magma genesis.", *J. Petrol.* 44, 457-489.
- Green N.L., Harry D., (1999) "On the relationship between subducted slab age arc basalt petrogenesis, Cascadia Subduction System, North America", *Earth and Planetary Science Letters*. 171 :367-381.
- Harangi S., Lenkey L., (2007). "Genesis of the Neogene to Qaternary volcanism in the Carpathian –Pannonian region: Role of subduction, extension and mantle plume", in beccaluva, L.a, Bianchini , G. and Wilson M., eds. *Cenozoic volcanism in the Mediterranean Area: Geological society of America Special Paper* 418 : Pp.67-92.
- Haric C., (1983) "The petrology of lavas and associated plutonic inclusion Ascension Island", *Journal of Petrology* 24, 424-470.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A., (1971) "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Canadian J Earth Science*, v. 8 p, 523-548.
- Jahagiri A., (2007). "Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications", *Journal of Asian Earth Science*, V.30, p.433-447.
- Khatib M.M, Zarinkoub M.H., (2009). "Morpho –tectonics and Mechanism of emplacement of the andesitic ring in Givshad", east of Iran. EGU2009 meeting.
- Kretz, R. (1983) "Symbols for rock forming minerals". *Am. Mineral.*, 68, 277 - 279.
- Kuscu G.G., Geneli F., (2008) "Review of postcollisional volcanism in the Central Anatolian Volcanic Province (Turkey), with special reference to the Tepekoy Volcanic Province", *Int J Earth Sci.*
- Le Maitre R.W. (ed.) (1989) "A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms", Blackwell. Oxford.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champion D., (2005) "An overview of adakite, tonalite trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution". *Lithos*, v.29:Issues 1-2, p. 1-24.
- Middlemost E. A. K., (1985) "Magmas and magmatic rocks", Longman, London.
- Mohamed F.H., Moghazi A.M., Hassanen M.A., (2000) "Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of late Neoprterozoic Dokhan-type volcanic rocks in the Fatira area, eastern Egypt", *International Journal of Earth Science*, 88 : 764-777.
- Muller D., Groves D.I., (1993) "Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposit", *Ore Geology Review.*, v.8, p.383-406.
- Nicholson K. N., Black P. M., Hoskin P. W. O., Smith I. E. M., (2004) "Silicic volcanism and back – arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian – Pacific plate boundary",

- Journal of volcano and Geotherm. Res.* 131. 295 – 306.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R., (1972) "Sand and sandstones", *Springer- Verlag*, New York.
- Price RC, et al. (1999) "Petrogenesis of High-K Arc Magmas: Evidence from Egmont Volcano, North Island, New Zealand.", *Journal of Petrology*, Vol. 40, N. 1, P. 167-197.
- Qin J., Lai S., Li Y., (2007) "Post-collisional adakitic biotite plagiogranites from Guangtoushan pluton (Mianxian, central China): Petrogenesis and tectonic implication. *Earth and Environmental Science*", No.3, v.1, p.299-303.
- Raymond L.A., (2002) "The study of Igneous Sedimentary and Metamorphic Rocks", McGraw Hill, p. 720.
- Reichow M., Saunders A.D., White R.V., Mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya., (2008) "Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo Triassic Siberian Traps, Russia", *Lithos*, v.79, p.425-452.
- Reubi O., Nicholls I.A., (2004) "Magmatic evolution at Batur volcanic field, Bali, Indonesia: Petrological evidence for polybaric fractional crystallization and implications for caldera-forming eruptions", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 138, 345-369.
- Richards J.P., (2006) "The Late Miocene-Quaternary Antofalla volcanic complex, southern Puna, NW Argentina: Protracted history, diverse Petrology, and economic potential", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 152, 197-239.
- Richards J.P., Kerrich R., (2007) "Special Paper: Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogenesis", *Economic Geology*, no.4, v.102, p.537-576.
- Rollinson H., (1993) "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", *Longman Scientific and Technical*, 352P.
- Rutherford M.J., Hill P. E., J., (1993) "Geophy", *Res.*, 98, 19667.
- Schmid R., (1981) "Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments", recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geology*. 9 :41-3.
- Shand S.J. (1943) "Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite". New York: *John Wiley & Sons*.
- 39- Shelly D., (1993) "Microscopic study of Igneous and Metamorphic rocks", Champan & Hall, London., 184 .
- Stocklin J., (1974) "Evolution of the continental margins bounding a former Southern Tethys", In *Geol. Cont. Margins*, Springer, PP. 873- 887, BIBL. 2p, 5 illus. U.N. *Geol Surv.* Inst.
- Sun S.S., McDonough W.F., (1989) "A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes", *Geological Society Special Publication.*, v.42, p.313-345.
- Tirrul R., Bell L.R., Griffis R.J., Camp V.E., (1983) "The Sistan suture zone of eastern Iran", *G.S.A. Bulletin*, vol.84, pp. 143-410.
- Tsuchiyama A., (1985) "Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in andesites", *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89 :1-16.
- Turner S, Foden J.D., "U-Th-Ra disequilibria, Sr-Nd-Pb isotope and trace element variations in Sunda Arc lavas: predominance of a subducted sediment.", (2001). *Contrib. Mineral. Petrol.* 142, 43-57.
- Varol E., Temel A., Gourgaud A., Bellon H., (1968) "Early Miocene adakite-like volcanism in the Balkuyumcu region, central Anatolia, Turkey", (2007). *Petrology and geochemistry: Journal of Asian Earth Sciences*, v.30, p.613 628.45- Vol.52, No.6.
- Wilson M, Tankut A, Gulec N., (1997) "Tertiary volcanism of the Galatia province, north-west Central Anatolia, Turkey", *Lithos* 42, 105- 121.
- Wilson M., (1989) "Igneous Petrogenesis", Unwin Hyman London., 466p.
- Wood D.A., (1980) "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province", *Earth and Planetary Science Letters*, vol.50, pp. 11- 30.
- Zanetti A., Mazzucchelli M., Rivalenti G., Vannuci R., (1999) "The Fhnero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134 107-122.

**Petrology and Tectonic Setting of Sahand Tertiary Volcanic Rocks
(South of Tabriz)**

F.Pirmohammadi Alishah¹*, A. Jahangiri²

1. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Shabestar Branch, Shabestar
2. Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Tabriz University, Tabriz

Abstract

In south of Tabriz, the Tertiary volcanic rocks have exposed in Oligocene-Miocene sedimentary deposits. The Sahand volcano is located in the NW of Iran. The volcano is stratovolcano and is dominated by pyroclastic materials and lava flows in the Miocene-Quaternary. The last eruptions included subvolcanic and volcanic domes with dacitic to rhyolitic composition. These rocks have petrological features including sieve texture and zoning in plagioclases. Common features in the young subvolcanic and volcanic rocks of the Sahand are abundance of plagioclase and amphibole, enrichment of Ba, Rb and Sr and negative Nb and Y anomalies in primitive mantle normalized multi element diagrams and enrichment of LREE relative to HREE in chondrite-normalized REE patterns. These characteristics and the location of the rocks studied in the Y-Sr/Y diagram implying adakitic composition for these rocks. Adakitic rocks of the Sahand are high SiO₂ Adakitic rocks. These rocks have been derived from partial melts of garnet-bearing crustal sources (thickened lower continental crust or oceanic crust) and underwent magmatic evolution during their ascent. The formation of studied rocks have been related to the Arabian-Eurasia collision zone.

Keywords: Dacite, Sahand, High SiO₂ Adakite, Partial Melts of Crustal

*. Correspondent author Email: : Petrofarhad@iaushab.ac.ir